

Etude sur les répliques du tremblement de terre du Valais, de 1946 à 1950

par E. Wanner et M. Grütter (Zurich) ¹⁾

1. La secousse principale

Après une période relativement tranquille, comportant en moyenne 10 à 20 secousses locales, l'activité sismique augmenta extraordinairement en 1946, sur le territoire suisse. La grande partie de ces secousses eut son origine dans la région centrale du Valais. Cette période active commença sans signes avant-coureurs par une forte secousse d'intensité 8-9, le 25 janvier 1946 à 18 h. 32. Cette secousse principale causa une grande panique parmi la population et d'après des statistiques officielles, les dommages atteignirent le montant de 6,8 millions de francs

Tandis que des secousses d'intensité 7-8 (échelle Forel-Rossi) sont assez fréquemment observées dans notre pays, les tremblements de terre provoquant des intensités plus grandes que 8 sont des phénomènes rares. La figure A donne pour la secousse principale du 25 janvier à 18 h. 32 HEC la répartition des intensités sur le territoire suisse.

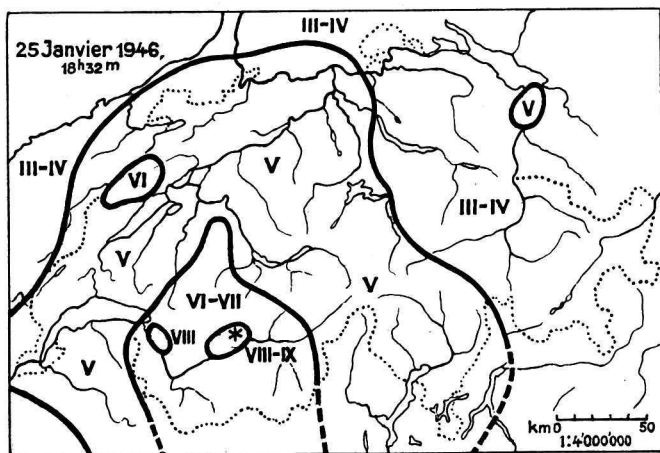


Fig.A

¹⁾ Ce travail a paru dans les publications du Bureau Central séismologique international. Les auteurs ont bien voulu le compléter pour le Bulletin de la Murithienne

Cette carte a été établie sur la base de 1200 rapports macroséismiques qui nous sont parvenus. Elle ne donne qu'un aperçu grossier. Il nous semble un peu osé d'en tirer des conclusions affirmatives sur la structure géologique du sous-sol. Néanmoins, nous voudrions attirer l'attention sur les intensités relativement élevées ressenties dans la zone St-Maurice-Villeneuve. Cette région est déjà assez éloignée de la zone épacentrale proprement dite, mais il est remarquable que la forte réplique du 30 mai à 05 h. 41 a montré également dans cette région des intensités élevées, par rapport aux environs. Par contre, d'autres fortes répliques n'ont pas manifesté cette anomalie.

Hors de notre pays la secousse principale a été également généralement observée. Nous devons à M. le Professeur Rothé de l'Université de Strassbourg une synthèse exacte des observations macroséismiques faites en France. Il en ressort que les ébranlements se sont fait sentir au sud jusque dans la région de Grenoble (intensité 4 Forel-Rossi), à l'ouest, par places, dans le Massif Central (intensité 2-3) et au Nord, en Alsace, jusqu'à Haguenau (intensité 3).

D'après les indications de M. le Professeur Hiller à Stuttgart, la secousse principale a été ressentie dans toute l'Allemagne du Sud jusqu'à Stuttgart (intensité 3). D'après les indications de collègues autrichiens et italiens, la zone d'ébranlement est limitée à l'est par la ligne Innsbruck-Brenner, et au sud par la ligne Milan-Turin. Des observations isolées nous sont également parvenues de Vienne.

La zone d'ébranlement microséismique (observations par les instruments) englobe toute l'Europe et les zones voisines d'Asie et d'Afrique. La secousse fut même enregistrée par un instrument particulièrement sensible en Amérique du Nord à Pasadena, à une distance de 9500 km.

Nous voyons que le séisme a été constaté dans un très grand rayon. Il doit toutefois être classé parmi ceux de moindre importance, vu les dimensions utilisées généralement en séismologie.

2. Statistique des répliques.

L'activité séismique s'est maintenue au cours des années 1946, 1947, 1948 et 1949, et même cette année encore, l'activité est au-dessus de la normale (voir table I).

TABELLE I

Fréquence mensuelle des secousses dans la région épacentrale
pour la période 1900-1950

Années	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Année
1900	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1901	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1902	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1903	—	—	—	2	—	—	—	—	1	—	—	—	3
1904	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1905	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1906	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1907	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1908	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1909	—	—	1	—	—	—	—	—	1	—	—	1	3
1910	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1
1911	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1
1912	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1913	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1914	—	—	—	4	1	—	—	—	—	—	—	—	5
1915	—	—	—	—	—	1	—	2	—	6	—	—	9
1916	—	—	—	1	—	—	—	1	—	—	—	—	1
1917	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	1
1918	—	2	—	—	—	—	3	—	—	—	—	—	5
1919	—	1	—	—	—	1	—	—	1	—	1	—	4
1920	—	—	8	9	—	—	—	—	—	1	—	—	18
1921	—	1	—	3	2	—	—	—	—	—	—	—	6
1922	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	8	—	8
1923	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1924	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	1	—	2
1925	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	1
1926	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	1	—	2
1927	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1928	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1929	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	11	12
1930	2	1	—	—	6	—	—	—	—	—	—	—	9
1931	—	—	—	1	—	—	2	1	—	1	—	—	5
1932	—	—	—	—	3	—	—	—	—	—	—	—	3
1933	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1934	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	1
1935	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1936	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1937	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	1	2
1938	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	1	—	2
1939	1	—	—	—	—	—	—	—	—	1	3	2	7
1940	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1941	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1942	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1943	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1944	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	1
1945	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	—	2
1946	145*	108	73	21	59	51	24	17	10	2	1	6	517
1947	4	1	5	1	—	1	19	2	4	3	—	4	44
1948	2	1	1	2	1	2	3	—	6	1	8	4	31
1949	1	2	4	—	1	1	2	4	0	5	—	1	21
1950	1	1	—	3	—	1	1	4	2	—	—	—	—

* Voir la note complémentaire à la fin de l'article.

Comme la table I le montre, la région épicerale appartient aux foyers habituels de séismes en Suisse. Au cours des années passées, on put toujours noter de petites secousses dans cette région. Toutefois, l'histoire n'accuse dans les temps passés pas de tremblement de terre ayant dépassé l'intensité 5 de l'échelle Forel-Rossi.

Les tremblements de terre du Valais qui causèrent des dommages, ont leur origine dans la région voisine de Viège ou du Valais inférieur ; ce phénomène est à noter. En effet, bien que nous ayons des régions dans notre pays, accusant également autrefois continuellement de petites secousses, mais sans provoquer de dégâts, une secousse de l'intensité 9, comme il arriva le 25 janvier 1946 au Valais, aurait, dans ces régions là, des suites encore plus désastreuses, car elles sont plus peuplées.

Les nombreuses répliques qui eurent lieu après la grande secousse ont eu un effet psychique assez grave sur la population des alentours. Comme le montre la table I, la fréquence des secousses diminue lentement et, en 1950 même, la zone ne s'est pas encore calmée complètement. Quelques habitants de la région ont essayé d'expliquer ces phénomènes en établissant des statistiques des secousses. Ils pensaient avoir découvert une certaine loi dans leur rythme et croyaient avant tout avoir trouvé une corrélation étroite entre l'angle horaire de la lune et la fréquence de répliques. Cette idée n'est pas à rejeter sans autre, car on sait depuis des années que les astres, le soleil et la lune n'apportent pas seulement des marées dans les océans et dans l'atmosphère, mais que les effets de la gravitation de ces astres se manifestent également par de petites déformations dans l'écorce terrestre. Ces déformations pourraient être considérées comme déclenchant les secousses. C'est pourquoi nous avons fait une analyse approfondie de la statistique des secousses.

Du 1er février 1946 à 00 h. jusqu'au 31 décembre 1949, à 24 h., 468 secousses ont été enregistrées, comme le montre la table I. Cette statistique est complète ; elle englobe 1430 rotations de la terre par rapport au soleil (jours solaires) et à peu près 1385 jours lunaires.

Suivant les différentes heures solaires (resp. heures lunaires), les nombres des secousses se répartissent comme le montre la table II.

TABELLE II

	0-2 h	2-4 h	4-6 h	6-8 h	8-10 h	10-12 h	12-14 h	14-16 h	16-18 h	18-20 h	20-22 h	22-24 h	Σ
Heures solaires, nombre de secousses													
(1)	28	40	50	48	39	42	29	40	33	49	38	32	468
Heures lunaires, nombre de secousses													
(2)	41	33	43	38	33	33	44	50	35	40	37	38	465

Le nombre total des secousses Σ n'est pas exactement le même dans les deux cas, parce que ces 1430 jours solaires ne correspondent pas à un nombre entier de jours lunaires.

Pour une analyse statistique exacte, nous développons les lignes (1) et (2) en séries de Fourier de la forme :

$$\varphi(t) = A_0 + A_1 \sin(t + \delta_1) + A_2 \sin(2t + \delta_2) + A_3 \sin(3t + \delta_3) + \dots$$

etc., suivant la méthode des moindres carrés.

A_0 = membre constant

A_1 = amplitude de la période de 24 heures

δ_1 = phase de la période de 24 heures

A_2 = amplitude de la période de 12 heures

δ_2 = phase de la période de 12 heures

... etc.

Les développements donnent :

$$(1) \text{ Soleil : } = 39.0 + 3.3 \sin(t + 355^\circ) + 7.4 (2t + 284^\circ) + 3.4 \sin(3t + 303^\circ) + 0.5 \sin(4t + 270^\circ) + 3.2 \sin(5t + 127^\circ) + 2.8 \sin(6t + 270^\circ) + \dots$$

$$(2) \text{ Lune : } = 38.8 + 2.0 \sin(t + 218^\circ) + 3.3 \sin(2t + 30^\circ) + 4.1 \sin(3t + 217^\circ) + 2.1 \sin(4t + 74^\circ) + 3.5 \sin(5t + 141^\circ) + 0.1 \sin(6t + 90^\circ) + \dots$$

Les deux séries convergent mal. Par rapport aux membres constants, les amplitudes des différentes périodes sont faibles. Pour pouvoir appliquer les critères du calcul des probabilités, on a encore besoin des grandeurs suivantes :

L'amplitude relative $a_1 = A_1/A_0$

L'espérance mathématique pour ces amplitudes $\varepsilon = \sqrt{\frac{\pi}{\Sigma}}$

Si, dans les séries 1 et 2, les différents termes possédaient une réalité physique, les amplitudes relatives a_1 devraient avoir une valeur au moins trois fois supérieure à l'espérance mathématique, d'après les critères du calcul des probabilités.

Dans la tablelle suivante (tablelle III), les amplitudes relatives a_i et l'espérance mathématique ont été calculées :

TABELLE III

	a_1	a_2	a_3	a_4	a_5	a_6	ε
(1)	0.08	0.19	0.09	0.01	0.08	0.07	0.08
(2)	0.05	0.09	0.11	0.05	0.09	0.00	0.08

Les amplitudes relatives ne dépassent en aucun cas le triple de l'espérance mathématique, de sorte que les séries de Fourier ne possèdent qu'une signification mathématique purement formelle. La plus grande amplitude relative de 0.19 représente l'amplitude de la période de 12 heures solaires, mais cette amplitude ne se monte qu'à deux fois l'espérance mathématique, de sorte qu'il est peu probable qu'on puisse attribuer à ce terme une réalité physique.

Nous trouvons donc comme résultat que les répliques, dans l'intervalle du 1er février 1946 au 31 décembre 1949, se répartissent sur les différentes heures du jour solaire ou heures lunaires suivant les lois du pur hasard.

3. Observations microséismiques dans l'épicentre

Peu de temps après la secousse principale nous eûmes l'occasion de faire des mesures dans la partie épacentrale avec un séismographe transportable à 3 composantes. L'instrument employé était celui de de Quervain-Piccard, amélioré. Cet instrument possède une masse stationnaire de 25 kg. et l'enregistrement est fait sur du papier fumé. L'expérience a démontré qu'avec un agrandissement de 50, une période propre de 0,6 sec. et une vitesse d'enregistrement d'environ 35 cm. par minute, on pouvait obtenir un enregistrement satisfaisant des répliques (voir fig. 1 à 10).

Pour l'orientation des lecteurs peu introduits dans la sismologie, nous voudrions d'abord donner le principe de la détermination des foyers séismiques d'après les enregistrements. Dans tous les séismogrammes on peut distinguer différents types d'ondes. Aux types d'ondes les plus importants appartiennent ceux qui sont désignés par P

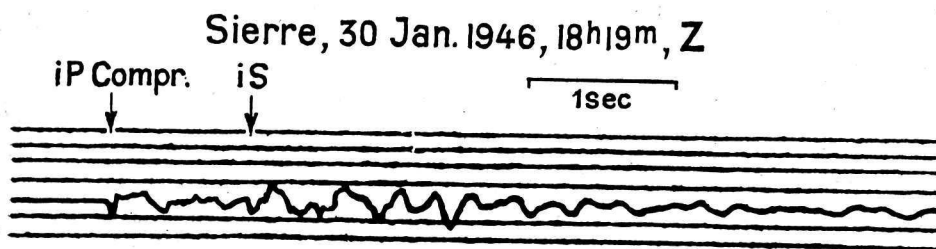


Fig.1

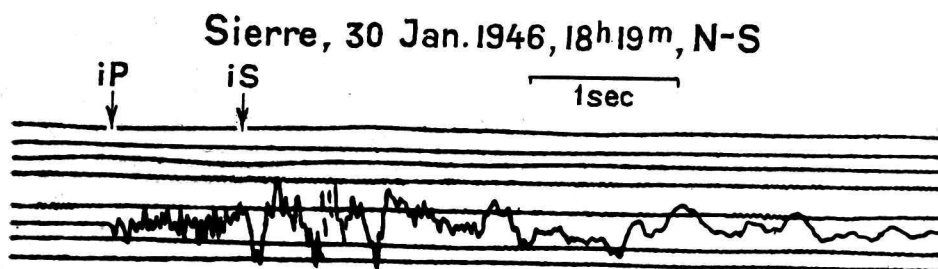


Fig.2

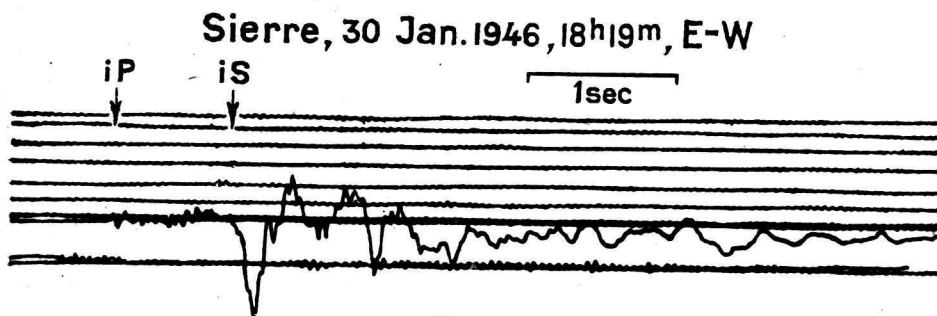


Fig.3

et S dans les figures 1 à 10. Ces ondes sont produites dans le foyer par le processus géologique de dislocation. Elles se propagent à partir du foyer avec une grande vitesse dans toutes les directions. L'onde P a une plus grande vitesse que l'onde S. Elle se marque ainsi la première sur le séismogramme. C'est pourquoi les séismologues l'appellent « undae primae », en abréviation P. Le deuxième groupe d'ondes,

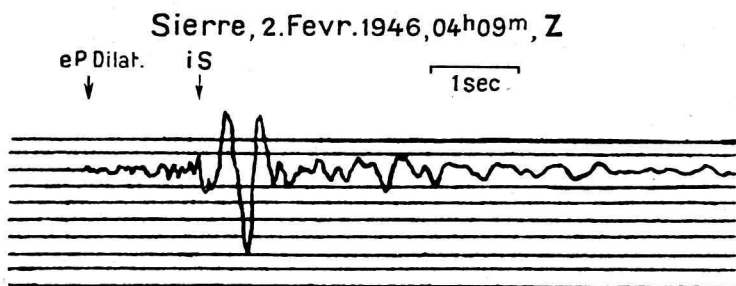


Fig. 4

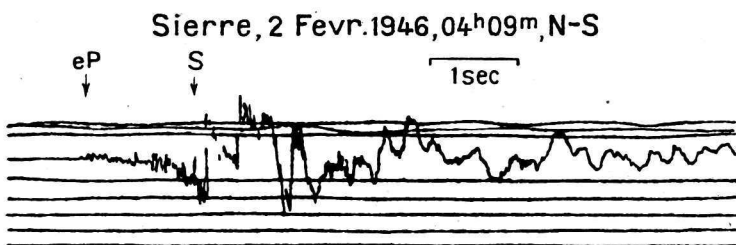


Fig. 5

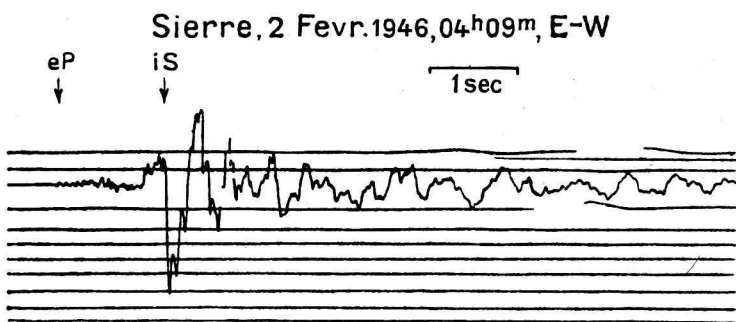


Fig 6

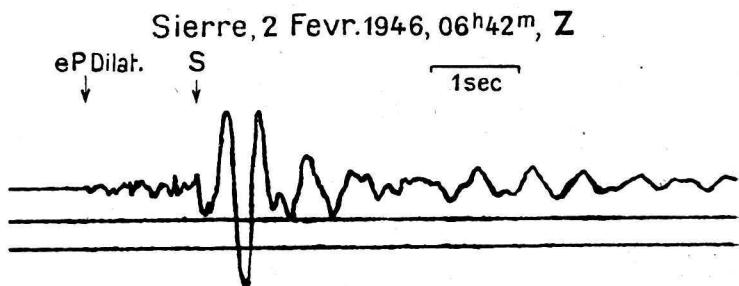


Fig. 7

Crans, 10 Fevr. 1946, 09h11m, Z

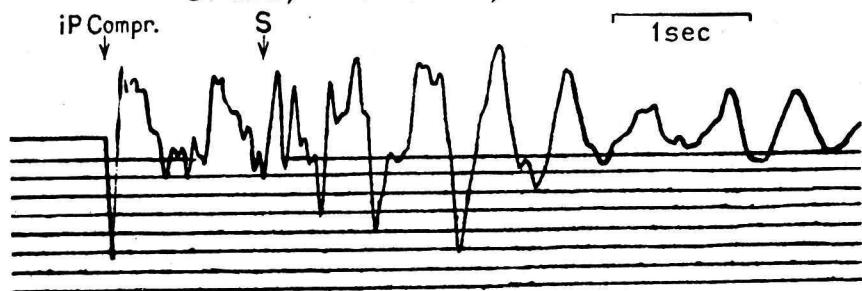


Fig. 8

Crans, 10 Fevr. 1946, 09h11m
N-S

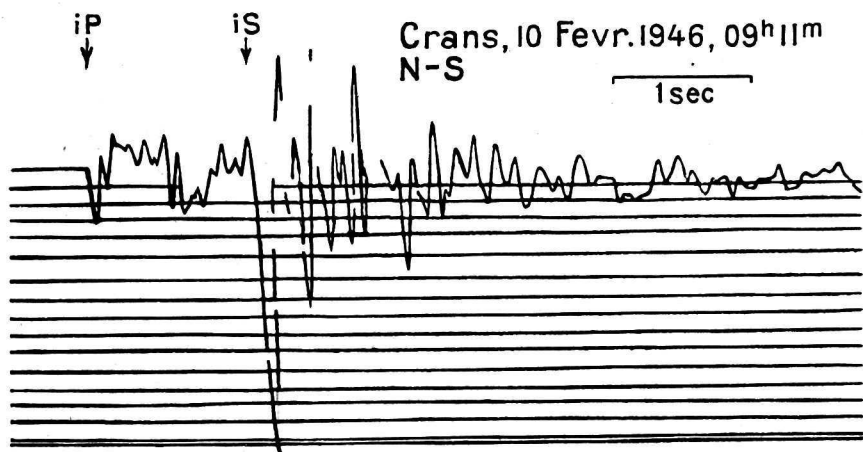


Fig. 9

Crans, 10 Fevr. 1946, 09h11m,
E-W

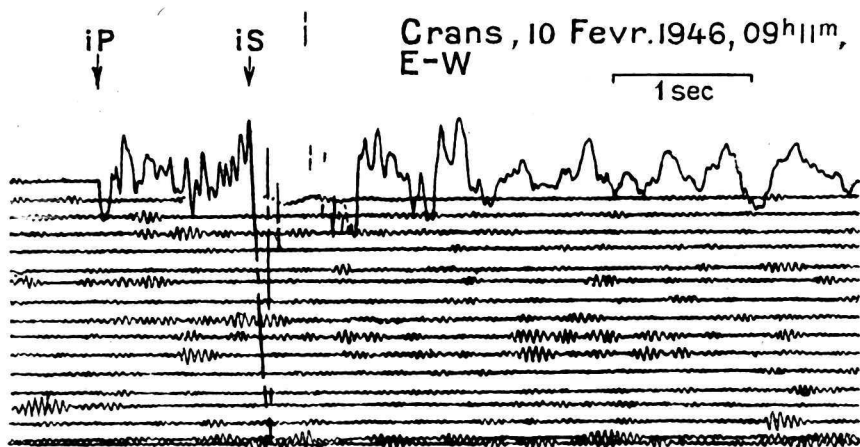


Fig. 10

les ondes S, ont une vitesse de propagation nettement inférieure à celles des ondes P ; on les appelle « undae secundae », ou simplement ondes S. Plus une station est éloignée du foyer, plus les ondes secondaires sont en retard sur les ondes primaires. Ce retard nous donne une mesure directe de la distance de la station au foyer. Pour un sous-sol tel que celui de la région épacentrale, la formule approximative ci-dessous peut s'appliquer :

Distance en km. = 7 km./sec. \times (S-P) en sec.

où S-P est le retard en secondes des ondes secondaires sur les ondes primaires.

Si par exemple le retard est d'une seconde, la distance du foyer est de 7 km.

La direction du foyer peut être déterminée par les ondes primaires, qui sont des ondes longitudinales, c'est-à-dire que le sous-sol oscille dans la direction de propagation des ondes autour d'une position d'équilibre. Pour les observations faites à Sierre et Montana, le sismographe installé sur place a automatiquement analysé les secousses suivant leurs composantes verticales (Z), nord-sud (N-S) et est-ouest (E-W).

Grâce à la bienveillance de M. Zwissig, président de la ville de Sierre, l'instrument fut placé au début de notre campagne à Sierre même, dans la cave de l'école. La ville de Sierre fut la plus endommagée par la secousse principale. Toutes les secousses enregistrées à Sierre montrèrent deux phases distinctes qui ont été interprétées comme *p* et *s*. Toutes ces secousses eurent leur origine dans le secteur nord-ouest de Sierre (voir fig. 11).

Après quelques jours passés à Sierre, on a essayé de s'approcher encore davantage du foyer, ce qui nous a conduit sur le plateau de Crans et Montana, à l'altitude de 1400 m. A cette période de l'année, c'est-à-dire en plein hiver, il ne fut pas facile de trouver un lieu favorable pour installer notre petite station, car toute la région était recouverte de neige, ce qui rendait difficile le transport de l'instrument. Grâce à l'amabilité de M. Gaillard, ingénieur forestier d'arrondissement, et M. Turini, propriétaire de l'hôtel du Golf, il nous fut possible de nous installer dans la cave du dit hôtel, et nous exprimons ici encore nos sincères remerciements à ces Messieurs.

La station a fonctionné pendant une dizaine de jours à cette place, et l'instrument a pu enregistrer une trentaine de répliques. Toutes les secousses donnèrent pour *s—p* des valeurs entre 0,6 sec et 1,2 sec., ce

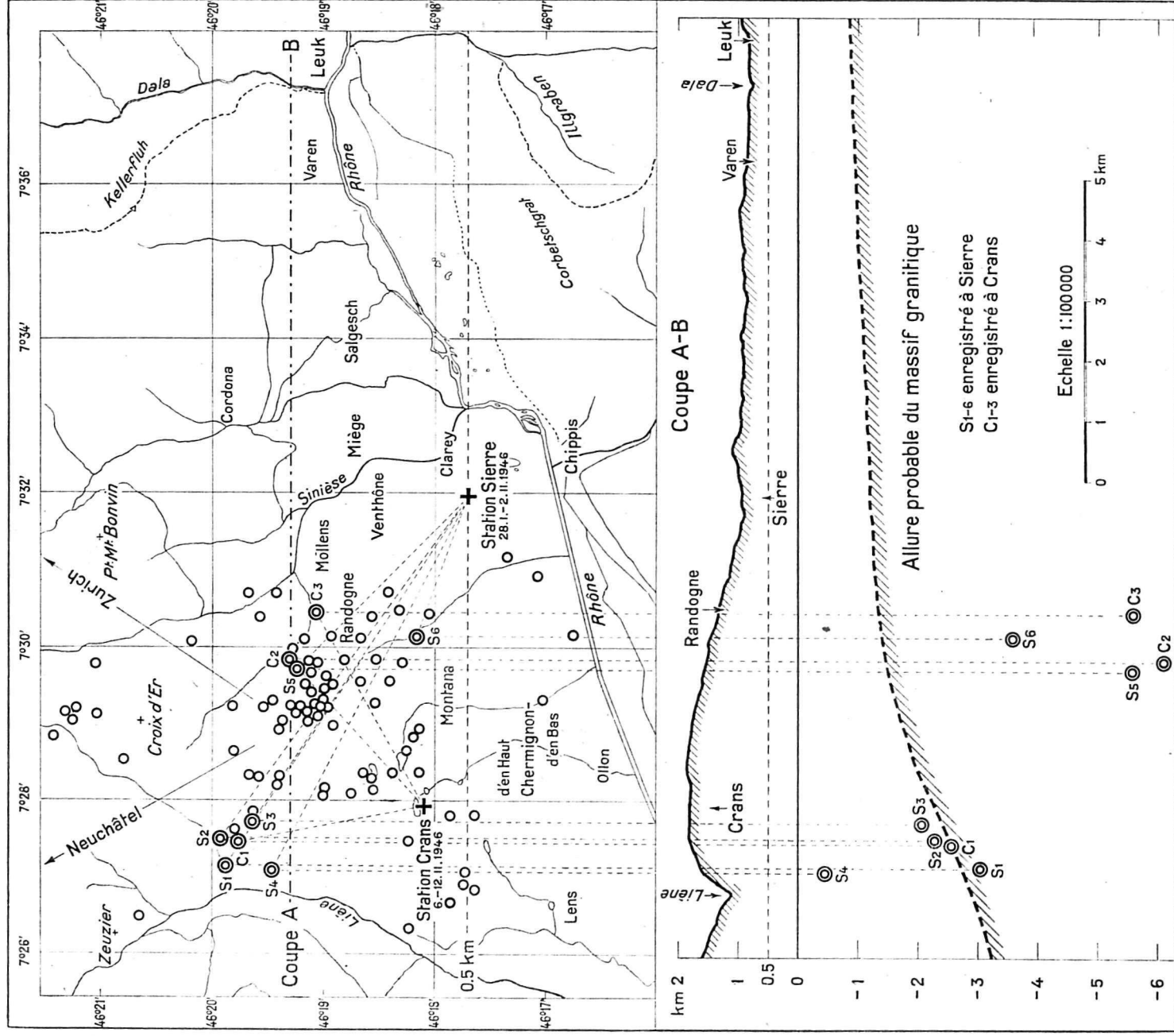


Fig. 11

qui montre que nous étions tout près du foyer, c'est-à-dire que l'origine des phénomènes n'était à une profondeur que de quelques km. On vit, en outre, tout de suite, que la plupart des secousses étaient d'origine différente. Les secousses ayant leur origine du même foyer donnèrent des séismogrammes presque identiques (voir fig. 4 et 7), ce qui fait supposer le même mécanisme de déclenchement.

Parmi la trentaine de secousses enregistrées dans l'épicentre, nous en avons enregistré une dizaine où il était possible de déterminer l'azimut et l'angle d'émergence avec une précision remarquable. En outre, M. Kreis a trouvé pour la vitesse des ondes p dans ses sondages exécutés tout près de l'épicentre, pour raison technique, 4,8 et 5,2 km. pour les ondes S 2,8 à 3,0 km/sec. De ces chiffres on déduit facilement la formule approximative pour la distance hypocentrale que nous venons de citer.

En considérant que $s-p$ est petit, les foyers de ses secousses ont pu être déterminés avec une précision considérable. Ces foyers sont indiqués par des cercles doubles dans la figure 11. La partie supérieure de cette figure donne une carte géographique de la région, la partie inférieure, le profil probable sur la coupe A-B. Les S sont les secousses enregistrées à Sierre et les C , celles de Crans.

La plupart de ces secousses ont été également enregistrées par les stations principales séismologiques de la Suisse, c'est-à-dire Neuchâtel, Zurich, Bâle et Coire, mais l'interprétation des séismogrammes n'a pu être faite encore jusqu'à ce jour d'une manière certaine. Les phases principales se manifestent par un double début. Selon l'intensité des secousses, ce phénomène de double début se présente d'une manière plus ou moins nette. Nous avons désigné ces phases par les symboles p_1 , p_2 et s_1 , s_2 . Les différences de $s-p$ des secousses C_2 , C_3 , S_1 , S_2 , S_3 et S_6 , surtout pour les enregistrements de Zurich et Neuchâtel, ne sont pas en contradiction avec les enregistrements que nous avons faits dans l'épicentre même. Le tableau IV ci-dessous donne ces différences.

TABLEAU IV

Secousses		Neuchâtel	Zurich
		$s_2 - p_1$	$s_1 - p_1$
S_1	Janvier 30, 3 h. 17 min.	14. 3 sec.	18. 1 sec.
S_2	Février 2, 4 h. 09 min.	14. 2 sec.	18. 1 sec.
S_3	Février 2, 6 h. 42 min.	13. 9 sec.	18. 2 sec.
S_6	Janvier 31, 10 h. 04 min.	14. 9 sec.	18. 4 sec.
C_2	Février 10, 3 h. 22 min.		18. 1 sec.
C_3	Février 10, 9 h. 12 min.	14. 6 sec.	18. 0 sec.

On voit que pour S_6 , $s_2 - p_1$ à Neuchâtel est en moyenne de 0,8 sec. plus grand que pour les secousses S_1 , S_2 et S_3 . Ainsi que le montre la figure 11, les foyers S_1 , S_2 et S_3 sont plus près de Neuchâtel d'environ 5 km. que le foyer S_6 .

Encouragé par cette observation, on a déterminé pour toutes les secousses bien enregistrées les différences $s_2 - p_1$ pour Neuchâtel et $s_1 - p_1$ pour Zurich. Les lectures ont été faites deux fois indépendamment⁽¹⁾. Les valeurs montrent une dispersion considérable. Nous considérons la dispersion comme réelle, ce qui veut dire qu'elle a été provoquée par les positions différentes des épicentres. L'influence de la différence de profondeur éventuelle des foyers peut être négligée dans la première approximation. Comme point de base nous prenons l'épicentre de C_3 . Cette secousse est celle qui fut le mieux enregistrée dans l'épicentre. Comme il est possible de le voir dans les figures 8 à 10, l'azimut et l'angle d'émergence ainsi que la distance peuvent être déterminés avec une précision considérable. D'après le tableau IV C_3 donne pour $s_2 - p_1$ la valeur 14.6 sec. à Neuchâtel et pour $s_2 - p_2$ 18.0 sec. à Zurich.

Nous choisissons ces valeurs comme valeurs de base et déterminons la position épicentrale des répliques bien enregistrées à Neuchâtel et Zurich, relatives à l'épicentre de C_3 . La méthode employée est une simple méthode graphique, s'appuyant sur la différence des valeurs $s - p$, relative aux valeurs correspondantes pour C_3 . Dans la figure 11, les épicentres de toutes ces répliques sont indiqués par un cercle simple.

Nous savons très bien que l'image obtenue par ce procédé ne donne qu'une approximation assez imparfaite de la vérité.

Malgré tous les soins voués à la lecture des phases des séismogrammes, les erreurs de lecture et d'interprétation sont considérables. La netteté et la précision des lectures dépendent de l'amplitude des enregistrements.

D'après la construction que nous avons élaborée, les épicentres sont situés dans une zone s'étendant de 5 km. dans la direction Ouest-Est, et de 9 km. dans la direction Nord-Sud ⁽²⁾.

1. Nous tenons encore à remercier ici M. le Directeur Guyot, de l'Observatoire de Neuchâtel, qui a mis à notre disposition les diagrammes de son Observatoire.

2. M. le Colonel Raemy, vice-directeur du Service Topographique Fédéral, a eu l'amabilité de mettre à notre disposition, confidentiellement, le rapport sur le nivellement de contrôle Sion-Sierre-Montana-Granges. Nous remarquons dans ce rapport que la zone d'affaissement la plus grande se trouve dans la région de Randogne. C'est justement cette zone-là qui a produit le plus de répliques et qui est, avec une probabilité très grande, le point de départ de la secousse principale.

Déjà les observations macroséismiques laissent supposer une zone de perturbation très étendue. La plupart des secousses ont été ressenties surtout sur le versant valaisan de la montagne. Néanmoins, quelques-unes ont été mieux ressenties dans l'Oberland bernois.

La tectonique de cette région est très compliquée. Les explications qu'on peut donner en marge des connaissances actuelles en la matière, concernant la sismicité relativement haute de la région, ne sont que des hypothèses. La région épacentrale est située dans une dépression de l'axe longitudinal de la chaîne des Alpes. Le massif cristallin disparaît environ 15 km. à l'est de l'endroit considéré, sous les sédiments autochtones et les nappes helvétiques superposées. Environ 30 km. à l'ouest des épacentres, le massif cristallin apparaît à nouveau à la surface, dans le massif des Aiguilles Rouges. Il n'est pas possible de dire jusqu'à quelle profondeur ce massif s'enfonce dans la zone dépressionnaire. L'allure du massif indiquée dans la figure 11 n'est qu'une hypothèse. Il existe cependant certains indices qui laissent soupçonner que la secousse principale et les répliques plus sensibles, ont eu leur origine dans le massif cristallin même. Il fut déjà démontré antérieurement que les zones séismiques actives des Alpes se trouvent dans des zones dépressionnaires. On doit retenir que les forts tremblements de terre alpins ont eu leur origine dans le voisinage des massifs ou dans des zones où le massif cristallin subit un affaissement. Nous ne mentionnons ici que les grands tremblements de terre historiques, dont les épacentres étaient : Coire 1295, Sarnen 1601, Altorf 1774, Viège et Brigue 1755 et 1855.

4. Quelques observations macroséismiques remarquables

La zone épacentrale est une région montagneuse avec un relief très compliqué. Au-dessus du fond rocheux sont situées des formations récentes d'épaisseur très variables.

Nous mentionnons par exemple les alluvions de la plaine du Rhône, les cônes d'alluvions des affluents du Rhône, les restes d'éboulements préhistoriques remarquables dans les environs de Sierre, etc.

Sur de tels terrains, les vibrations provoquées par un fort tremblement de terre se manifestent, comme on sait, de plusieurs manières. Par exemple, après la secousse principale du 25 janvier, on a constaté des différences d'intensité à de très petites distances, qui comportaient au moins deux unités de l'échelle d'intensité. De même de nombreux

éboulements, glissements de terrain et cassures ont été observés, et le régime hydrologique a subi des changements considérables.

Nous citerons comme exemple le débit de la Liène. Cet affluent du Rhône a sa source dans la région épacentrale. Peu de temps après la secousse principale, le débit augmenta fortement, comme le montre la figure B. La production d'énergie des usines des Services Industriels de Sion accuse du 25 au 27 janvier 1946 une augmentation très importante.

L'augmentation du débit ne peut être expliqué par des phénomènes météorologiques. Dans la période du 24 au 28 janvier 1946, aucune précipitation n'est tombée en Suisse d'après les observations de tout le réseau des stations pluviométriques. De plus, les courbes de température de Loèche-les-Bains et Montana (fig. B) ont dans la période du 24 au 28 une allure très régulière, de sorte qu'aucune fonte de neige subite ne peut avoir causé cette augmentation de débit. Celle-ci fut causée par la secousse principale du 25 janvier à 18 h., et éventuellement par les répliques suivantes également. C'est aussi l'opinion de la direction des Services Industriels de Sion, telle qu'ils nous l'ont communiquée par lettre.

Probablement que par suite du tremblement de terre des bassins souterrains se sont déversés dans la Liène. Par ailleurs, des sources alimentant le service des Eaux de Sion doivent avoir également donné des débits beaucoup plus importants après la grande secousse.

Ces phénomènes sont toutefois secondaires et nous renvoyons le lecteur, à ce sujet, à l'étude très intéressante de M. I. Mariétan intitulée : « Le tremblement de terre du 25 janvier 1946 ». Le phénomène le plus remarquable provoqué par les secousses fut l'éboulement du Rawilhorn.

Une masse rocheuse comportant environ 4-5 millions de mètres cubes se détacha le matin du 30 mai du Rawilhorn, à l'altitude d'environ 2700 m., déborda sur des parois rocheuses de 500 à 600 mètres d'altitude, et vint recouvrir le lac de Luchet. Une partie de cette masse en mouvement envahit les alpages de Sérin et les forêts avoisinantes. Les figures 12 et 13 donnent une vue prise d'avion de la région. L'éboulement a été produit par la forte réplique qui a eu lieu le 30 mai, à 3 h. 41 min. Les enregistrements typiques provenant des éboulements n'ont pas été trouvés sur les diagrammes des stations principales ; ils sont probablement superposés aux enregistrements de la secousse.

Il est bien probable que l'un ou l'autre des nombreux éboulements historiques et préhistoriques de cette région ait été déclenché par une activité élevée du foyer en question.

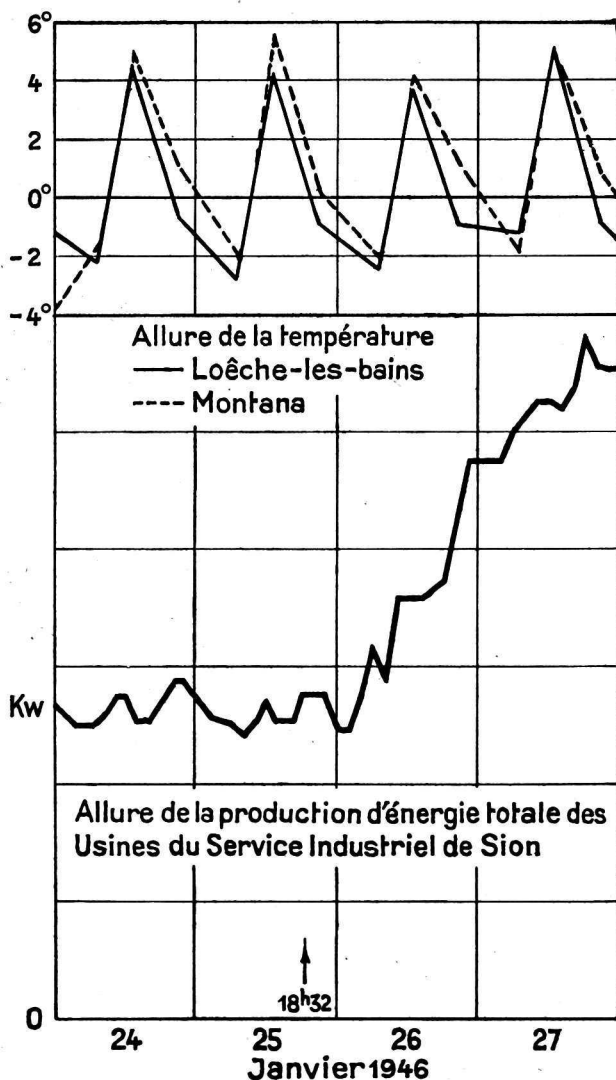


Fig. 8

Nous avons déjà remarqué que l'intensité des vibrations des tremblements de terre varie beaucoup pour de petites distances. Nous donnons comme exemple, par la figure 14, un plan de la ville de Sierre et



Fig. 12



Fig. 13

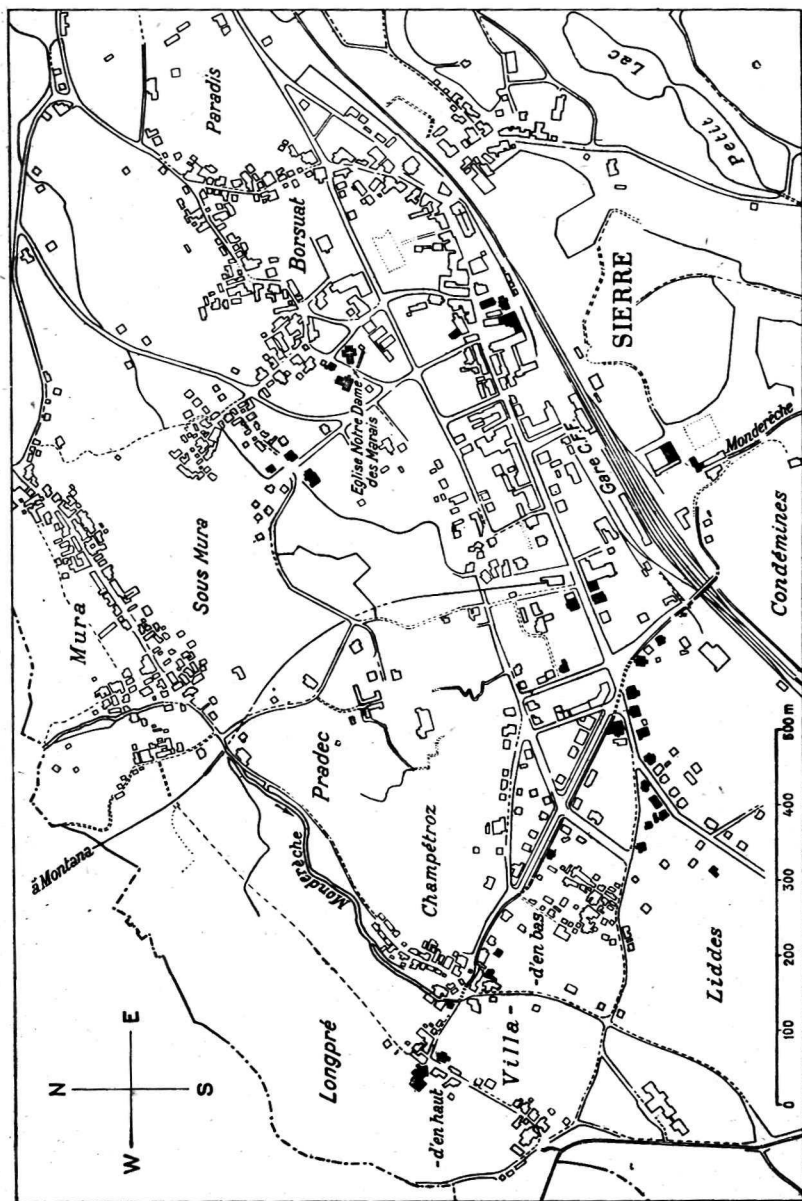


Fig. 14

de ses environs. Les immeubles qui ont subi le plus de dégâts, sont désignés en noir. Les dégâts ont eu lieu dans des zones bien définies. Le quartier le plus endommagé fut celui situé à l'ouest de la gare des CFF. Ce quartier fut bâti au commencement du siècle et les maisons qui ont été endommagées sont en général de construction relativement récente. Dans ce temps là, on employait de la chaux pour la construction, et la solidité du bâtiment s'en trouvait fortement diminuée, de sorte que ces bâtiments ne purent résister aux forces supplémentaires provoquées par les vibrations. A côté de ces maisons endommagées, d'autres bâties en béton armé ont supporté le choc sans dommage important. De même, les « mazots » typiques du Valais n'ont pas subi de dégâts importants, tandis que pour le tremblement de terre de 1855, dans la région épicerale de Viège, un plus grand nombre de ces « mazots » ont été renversés de leurs piliers.

La répartition en zones des dommages fait supposer des structures différentes du terrain de construction. En effet, le quartier endommagé à l'ouest est situé dans sa plus grande partie, sur le cône d'alluvions de la Monderèche. Ce ruisseau sauvage est un affluent du Rhône, son cône a servi de base de construction.

Une autre zone de dommages se trouve en direction Nord-Est de la gare CFF. La vieille église de Notre-Dame-du-Marais, qui fut également beaucoup endommagée, montre également que le terrain, avant de servir de place de construction, était un terrain marécageux. Aujourd'hui encore, ce terrain est riche en eau et il y a plusieurs sources.

Comme on l'a déjà démontré à maintes reprises, lors de tremblements de terre, les immeubles qui sont bâtis sur de tels terrains sont toujours ceux qui courent le plus grand danger.

Bibliographie

1. M. LUGEON : Les sources thermales de Loèche-les-Bains, *Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz*, n. F. Lfg 38, 1912.
2. R. STAUB : Der Bau der Alpen, *Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz* n. F. 52, Bern, 1924.
3. A. DE QUERVAIN : Ueber die Erdbeben des Wallis und der Schweiz und ihre seismographische Erforschung. *Verh. der Schweizer. Naturforschenden Gesellschaft*, II Teil, S. 74-95, Zermatt, 1923.
4. O. MENGEL : Etude de la séismotectonique des Pyrénées et des Alpes occidentales. *Union géophysique et géodésique internationale, Section de séismologie, série B. Monographies. Fascicule n° 3*, Toulouse 1929.
5. J. SCHORN : Geschichte u. Ergebnisse der Erdbebenkunde Tirols. *Akademie der Wissenschaften in Wien*, 1926.
6. J. ROTHE : La séismicité des Alpes occidentales (*C. R. Ac. Sc.*, 214, pp. 276-279, 1 fig.; *ibid.* (*Bulletin de la société géologique de France* (5), XII, pp. 287-312 et fig.) Paris, 1943.
7. E. WANNER : Beiträge zur Geographie der Erdbeben. *Gerlands-Beiträge zur Geophysik*, Band 23, S. 334-348, Jahr., 1929.
8. E. WANNER : Die Lage der zerstörenden Bebenherde. *Verh. der N. F. G.*, Altdorf, 1933.
9. E. WANNER : Die Lage der Thermal- und Mineralquellen der Schweiz und der Ostalpen bezüglich der Erdbebengebiete, *Viertel-jahrschrift der N. F. G. Zurich*, Band 77, 1932, S. 155-158.
10. I. MARIETAN : Le tremblement de terre du 25 janvier 1946. *Extrait du bulletin de la Murithienne*, fasc. 33, 1945-1946.
11. N. OULIANOFF : Les problèmes des tectoniques superposées et les méthodes géophysiques, *Bulletin des Laboratoires de géologie, minéralogie, géophysique et du Musée géologique*, Bulletin 52, Lausanne 1949.
12. F. MONTANDON : Sur les ondes séismiques du tremblement de terre valaisan de 1946, *Extrait des Archives des Sciences*, Vol. 2, fasc. 1, 1949.
13. A. SCHUSTER : On lunar and solar periodiuties of enthuquakes *Proc. R. Soc. of London* L XI 1897 p. 455-465.
14. V. CONRAD, Wien : Die zeitliche Folge der Erdbeben und Bebenauslösende Ursachen. *Handbuch der Geophysik* Band IV, abschnitt VII ; Gebrüder Borntraeger Berlin 1932.

NOTE COMPLEMENTAIRE AU TABLEAU 1 PAGE 144

Exception faite d'un intervalle d'environ 2 heures après la secousse principale, la statistique des répliques est assez complète, grâce à la collaboration de M. le Dr Bouet de Montana. M. Bouet nous a signalé toutes les observations qui lui sont parvenues de l'épicentre même et très souvent ces observations ont pu être vérifiées en traces faibles sur nos séismographes. L'expérience nous a montré que la notion des répliques n'est pas encore complètement définie, car nous avons eu l'occasion, au cours des semaines qui suivirent la secousse principale, d'observer des bruits sourds et continus venant de l'intérieur de la montagne, sans que le séismographe installé dans l'épicentre ait enregistré quelque chose.